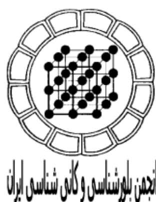
مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران

مقاله پژوهشی

سال سی و یکم، شمارهٔ چهارم، زمستان ۱۴۰۲، از صفحهٔ ۷۵۷ تا ۷۷۰



شیمی و دمافشارسنجی آمفیبولیت‌های مجموعه فاریاب، جنوب ایران

افسانه ناصری اسفندقه*[۱]، محمد رهگشای[۱]، ساسان باقری[۲]

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی ،تهران، ایران

۲- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران

(دریافت مقاله: ۱۴۰۲/۱/۱۶، نسخه نهایی: ۱۴۰۲/۴/۳)

چکیده: سنگ‌های دگرگونی مجموعه فاریاب بخشی از دگرگونه‌های مجموعه باجگان با سن کرتاسه پسین هستند که در جنوب شرق پهنه سنندج-سیرجان، منطقه جنوب اسفندقه برونزد دارند. سنگ‌های دگرگونی مجموعه فاریاب که در رخساره‌های شیست سبز و آمفیبولیت دگرگون شده اند، شامل گارنت میکا شیست، اپیدوت شیست، اپیدوت آمفیبول شیست، آمفیبول شیست، اپیدوت-آمفیبولیت، آمفیبولیت و گارنت آمفیبولیت هستند. کانی‌های تشکیل‌دهنده آمفیبولیت‌ها گارنت، آمفیبول، اپیدوت، پلاژیوکلاز، کوارتز و کانی‌های ثانویه چون کلریت و اسفن و کانی‌های فرعی تیتانیت و مگنتیت هستند. ترکیب بلورهای آمفیبول در آمفیبولیت و اپیدوت آمفیبولیت‌های منطقه از نوع کلسیمی و شیمی آنها از مگنزیو هورنبلند و در برخی از آمفیبولیت‌ها، فروچرماکیت-هورنبلند و همچنین در گروه فروپاراگاسیت هورنبلند، فروادنیت هورنبلند و فروادنیت متغیر است. شیمی ترکیب پلاژیوکلاز در گستره آلبیت تا الیگوکلاز قرار دارد. سنگ مادر بیشتر آمفیبولیت‌ها و اپیدوت آمفیبولیت‌های مجموعه فاریاب با رخداد کانی‌های شاخص در متابازیت‌ها تعریف شده و به صورت بازالت و گابرو در نظر گرفته می‌شود. روش‌های مختلف دما-فشار سنجی بیشترین دما (T) و فشار (P) را برای آمفیبولیت‌های کنار پریدوتیت‌ها نشان می‌دهند که در بخش شمالی مجموعه قرار دارند و ۷۰۰ درجه سانتی گراد و ۹٫۷ کیلوبار هستند. با دور شدن از مرز پریدوتیت‌ها در واحدهای ساختاری پایین‌تر و در بخش جنوبی مجموعه فاریاب، دما و فشار در سنگ های آمفیبولیت و اپیدوت آمفیبولیت به طور میانگین تا ۵۱۰ درجه سانتی گراد و ۴٫۳۴ کیلوبار کاهش می‌یابد که نشانگر شروع رخساره آمفیبولیت تا گستره آمفیبولیت میانی است. مسیرهای P-T همراه با خطوط هم‌درجه نزدیک به هم بیانگر شیب زمین گرمایی بالا حتی در ابتدای دگرگونی است. شیمی کانی و نتایج دمافشارسنجی در کنار جایگاه زمین ساختی مجموعه فاریاب در پهنه سنندج-سیرجان می‌توانند گویای یک مجموعه افزایشی-فرورانشی در یک پهنه فرورانشی نئوتتیس در زمان کرتاسه پسین باشند که شیبی به سمت شمال دارد و باعث شده است که سنگ‌های با دما و فشار بالاتر روی انواع کم عمق‌تر قرار گیرند.

واژه‌های کلیدی: *مجموعه فاریاب؛ شیمی کانی؛ آمفیبولیت؛ اپیدوت آمفیبولیت؛ مجموعه باجگان؛ پهنه سنندج-سیرجان.*

مقدمه

دگرگونی شامل تغییرهایی است که سبب بازآرایی عناصر سنگ در مقیاس اتمی می‌شود و در واقع، مجموعه به هم پیوسته‌ای از تغییرهای کانی‌شناسی، شیمیایی و بافتی است که به طور عمده در حالت جامد در سنگ روی می‌دهد. این رخدادها ناشی از تغییر دما، فشار و ترکیب شیمیایی هستند [۲،۱]. بررسی دقیق مناطق دگرگونی بدون دانستن مبانی ترمودینامیکی سنگ‌های دگرگونی ممکن نیست [۳]. بررسی سیر تکاملی سنگ‌های دگرگونی در واقع پیگیری تکامل کانی‌ها و روابط تعادلی میان آن‌هاست. پی بردن به تغییرهای مناطق دگرگونی نیازمند بررسی دقیق روابط صحرایی، همبرزایی کانی‌های موجود، بررسی‌های میکروسکوپی و پردازش داده‌های تجزیه شیمیایی

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۵۸۴۸۶۱۷۲، پست الکترونیکی: naseri.a1986@gmail.com

[DOI: 10.61186/ijcm.31.4.757]

است. سرانجام با ترکیب داده‌های برآمده از بررسی‌های صحرایی، آزمایشگاهی و نتایج تجزیه‌های شیمیایی می‌توان تغییرهای رخ داده در مناطق دگرگونی را بازسازی کرد.

برخی از پژوهش‌های انجام شده مجموعه باجگان را یک مجموعه دگرگونی با سن ژوراسیک و یا قدیمی‌تر و برخی با سن کرتاسه پسین در نظر گرفته‌اند که شباهت بسیاری به سنگ‌های دگرگونی پهنه سنندج- سیرجان دارد [۴، ۵]. پهنه سنندج-سیرجان یک کمربند کوهزایی با روند شمال غرب است که درست در شمال پهنه جوش خورده زاگرس قرار دارد و نشان دهنده هسته دگرگونی منطقه برخورد عربی-اوراسیاست [۶]. مجموعه باجگان شامل آمفیبولیت، مرمر، سنگ‌های آهکی‌سیلیکاتی، شیست‌ها و سنگ‌های آتشفشانی دگرگون شده به همراه سنگ‌های نفوذی مافیک تا فلسیک است [۴، ۷]. واحد دگرگونی مجموعه فاریاب برپایه نقشه‌های سازمان زمین-شناسی ایران (نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ میناب [۸] و سبزواران [۹]) به عنوان واحد دگرگونی مجموعه باجگان با سن کرتاسه پسین گزارش شده است و به صورت گسله در کنار سنگ‌های فرامافیک این منطقه قرار دارد. این واحد شامل آمفیبولیت، لویکوگابروی دگرگون شده بدون شیستوارگی و شیست های بازیک است. از دیدگاه ساختاری در بخش‌های پایین‌تر این منطقه، شیست های بازیک و به ندرت فیلیت و شیست آهکی و در پی آن سیلیکات آهکی به همراه شیست‌های پلیتی و بازیک حضور دارند.

در این پژوهش، بررسی‌های صحرایی، سنگ‌نگاری، شیمی کانی‌ها، دما-فشارسنجی و مسیرهای P-T آمفیبولیت‌های مجموعه فاریاب در کنار سنگ‌های فرامافیک این منطقه انجام شده است.

روش بررسی

در پیمایش‌های صحرایی در مجموعه فاریاب، حدود ۱۵۰ نمونه از سنگ‌های دگرگونی این منطقه جمع آوری و برای بررسی-های کانی شناسی، تعدادی مقاطع نازک و نازک صیقلی تهیه شده است. به منظور بررسی دقیق رفتار زمین‌شیمیایی عناصر اصلی در ساختار کانی‌ها و تعیین دما و فشار منطقه، کانی‌های تشکیل دهنده اصلی این سنگ‌ها انتخاب شده و در کشور روسیه در مؤسسه زمین‌شناسی و زمین زمان‌شناسی پرکامبرین IPG RASAS با میکروسکوپ الکترونی روبشی JEOL JSM-6510LA مجهز به طیف‌سنج پراکندگی انرژی پرتوی ایکس (EDX) JED-2200 با ولتاژ شتاب دهنده ۲۰ کیلو ولت و جریان ۱ نانو آمپر، با پرتو با قطر ۲-۱ میلی‌متر تجزیه و بررسی شدند.

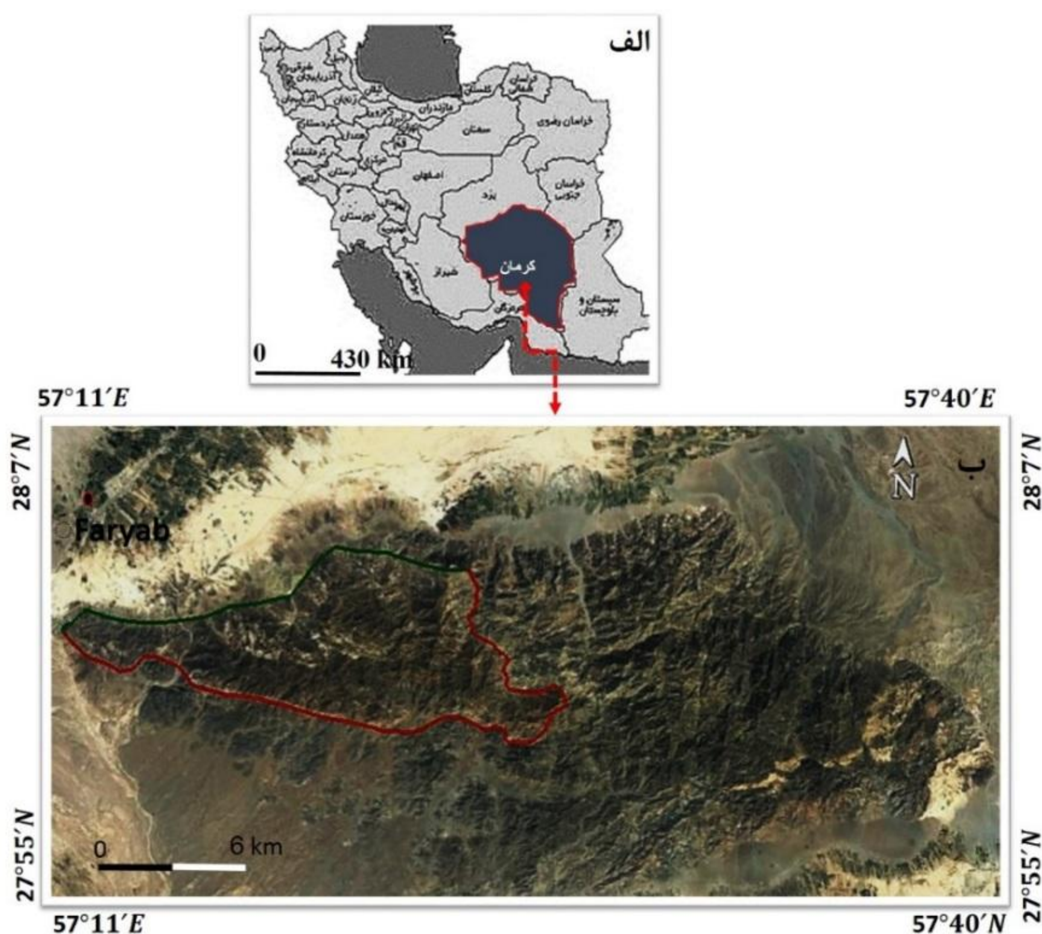
زمین‌شناسی

مجموعه فاریاب شامل واحد غالب دگرگونی و واحد سنگی فرامافیک در شرق شهرستان فاریاب واقع در جنوب استان کرمان، در طول‌های جغرافیایی ′۱۱°۵۷ تا ′۴۰°۵۷ و عرض-های جغرافیایی ′۵۵°۲۷ تا ′۷°۲۸ با حدود ۴۰ کیلومتر طول و ۲۰ کیلومتر عرض رخنمون دارد (شکل ۱). این مجموعه در دورترین بخش جنوب شرقی پهنه سنندج-سیرجان قرار دارد که از جنوب شرق با افیولیت‌های کهنوج و گنج، از جنوب با پهنه مکران، از جنوب غرب با پهنه زاگرس و از شمال با واحدهای دگرگونی آبشوئیه (آبشور) در بر گرفته شده است (شکل ۲).

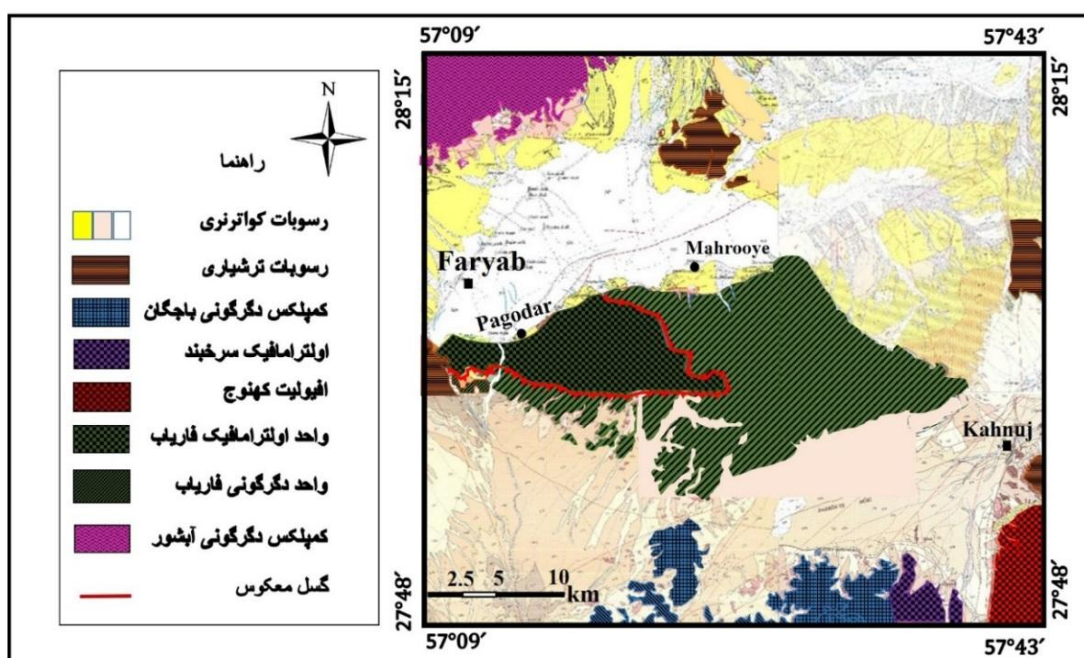
با توجه به تصاویر ماهواره‌ای (شکل ۱)، نقشه‌های سازمان زمین‌شناسی ایران (نقشه‌های ۱:۲۵۰۰۰۰ میناب [۸] و سبزواران [۹]) و نقشه زمین‌شناسی تهیه شده از منطقه مورد بررسی (شکل ۳)، بیشترین حجم مجموعه‌های سنگی موجود در مجموعه فاریاب مربوط به سنگ‌های دگرگونی است که با گسل‌های روراندگی از سنگ‌های فرامافیک بالایی خود (از دیدگاه ساختاری و نه چینه شناسی) مجزا شده‌اند.

با بررسی‌های صحرایی انجام شده بر دگرگونی‌های مجموعه فاریاب، شیست‌ها و یا شیست‌های سبز با درجه‌های بالای دگرگونی شناسایی شدند. اپیدوت شیست با رنگ سبز و رگه-های سیلیسی چین‌خورده درون آن، آمفیبول شیست‌ها و گارنت- آمفیبول شیست‌ها با دانه‌های درشت گارنت از مهم-ترین شیست‌های نمونه برداری‌شده در منطقه هستند. شیست-ها به طور عمده با تورق و گاهی نیز بدون تورق شناسایی شده و همراه با تورق کنگره‌ای، ریز چین‌ها، چین‌های بزرگتر، گسل و درز و شکستگی‌های زمین‌ساختی فراوان دیده شدند. مجموعه‌های شیستی بیشتر به صورت توده‌ای رخنمون یافته-اند. رگه‌های سیلیسی در طول مسیر پیمایش به صورت رگه-هایی با قطر کوچک و بزرگ با واریزه‌های فراوان نمایان شده‌اند (شکل‌های ۳ الف و ب).

[DOI: 10.61186/ijcm.31.4.757]



شکل ۱ الف) موقعیت استان کرمان در نقشه ایران؛ ب) موقعیت مجموعه فاریاب در جنوب شهرستان فاریاب در تصویر گوگل ارس.



شکل ۲ نقشه زمین‌شناسی مجموعه فاریاب، برگرفته از نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ پاگدار [۱۰]، محمدآباد [۱۱]، کهنوج [۱۲] و نودز [۱۳]، انتشارات سازمان زمین شناسی ایران .



شکل ۳ واحدهای دگرگونی مجموعه فاریاب: الف) آمفیبولیت‌های کنار پریدوتیت‌ها، ب) تورق کنگره ای در اپیدوت آمفیبولیت‌ها، پ) ساخت دسته‌علفی در آمفیبولیت‌ها، ت) ساخت جهت یافتگی در آمفیبولیت‌ها، ث) تورق گنیسی در آمفیبولیت‌ها، ج) چین در اپیدوت آمفیبولیت‌ها و چ) دانه‌های درشت گارنت در گارنت آمفیبولیت‌های کنار پریدوتیت‌ها.

آمفیبولیت‌ها پس از شیست‌ها، به تدریج با گستردگی بیشتر ظاهر شده‌اند. این سنگ‌ها بیشتر به شکل توده‌ای و گاهی به شکل دایک رخنمون یافته‌اند. انواع ساخت‌ها از جمله تورق گنیسی، تورق کنگره‌ای، برگوارگی و جهت یافتگی در آنها به خوبی دیده شده است. برگوارگی‌ها با ترکیبی از پلاژیوکلاز و آمفیبول و جهت یافتگی‌ها به طور عمده با دانه‌های کشیده آمفیبول مشخص شده‌اند. همچنین ریزچین‌ها در سطوح این سنگ‌ها و چین‌های بزرگتر بسیار دیده می‌شوند (شکل‌های ۳ پ تا چ).

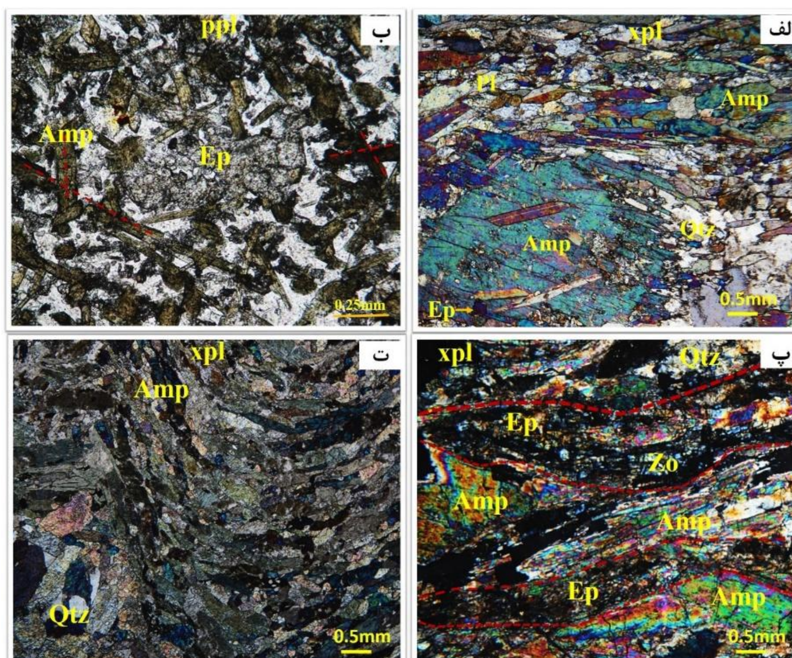
سنگ‌شناسی

اپیدوت- آمفیبولیت: این سنگ‌ها دارای بیشترین همبرزایی در منطقه مورد بررسی هستند. آنها بیشتر شامل آمفیبول با چند

[DOI: 10.61186/ijcm.31.4.757]

رنگی سبز-آبی (۵۳ درصد)، اپیدوت (۲۹ درصد)، پلاژیوکلاز (۱۶ درصد) و کوارتز تا ۲ درصد هستند (ES97.2.3). آمفیبول‌ها در این همبرزایی به صورت کشیده و سوزنی با چندرنگی سبز دیده می‌شوند و در برخی نقاط به صورت ضربدری هم را قطع می‌کنند. دانه‌های بسیار کوچک اپیدوت و زئوزیت با برجستگی بالا دیده می‌شوند که در بین آمفیبول‌ها قرار دارند. کانی‌های پلاژیوکلاز و کوارتز به صورت زمینه‌ای وجود دارند و در برخی نقاط، پلاژیوکلاز دانه‌های اپیدوت را در برگرفته است. بافت‌های نخ‌شکفتی، دیابلاستیک و غربالی از مهم‌ترین بافت‌های این سنگ‌ها هستند. همبری آنها شبیه سنگ‌های پیشین است و در کانی‌های روشن آنها کانی زیرکن نیز دیده می‌شود. در برخی همبری‌ها، مقدار آمفیبول بیشتر (۷۵ درصد)، مقدار پلاژیوکلاز کمتر (۱۲ درصد)، اپیدوت حدود ۱۰ درصد است و کوارتز دیده نمی‌شود و اسفن (۳ درصد) وجود دارد (Kg98. 4-1). در این همبری، آمفیبول‌ها بیشتر شکل‌دار با دو راستای رخ غیرعمود و جهت‌یافتگی کمتر دیده می‌شوند. اپیدوت‌ها به صورت دانه‌های کوچک روی آمفیبول‌ها و اسفن به صورت ثانویه در بین آنها دیده می‌شود. در برخی از همبری‌ها، آمفیبول‌هایی با چندرنگی ضعیف با رنگ سبز وجود دارند که اپیدوت و زئوزیت‌های بسیار در طول نوارهایی در کنار آن دیده می‌شود، در واقع تشکیل آمفیبول‌ها و اپیدوت-زئوزیت موجب تورق نواری در این نمونه‌ها شده است. دانه‌های درشت پلاژیوکلاز با ماکل چندریخت و دانه‌های کوچک و کم کوارتز نیز وجود دارند. یک همبری شامل کانی‌های آمفیبول، اپیدوت، پلاژیوکلاز، کوارتز، زئوزیت، کلریت و اسفن نیز در بین این سنگ‌ها تشخیص داده شد. با توجه به همبری‌های دیده شده در این سنگ‌ها، تصور می‌شود که سنگ مادر این نمونه‌ها سنگ‌های گابرویی و بازالتی باشند (شکل ۴).

آمفیبولیت: آمفیبولیت‌ها و اپیدوت آمفیبولیت‌ها بخش گسترده مجموعه‌های دگرگونی را تشکیل داده و حدود ۲ تا ۳ کیلومتر از منطقه را پوشش می‌دهند. با توجه به همبرزایی کانی‌ها و انواع آمفیبول‌های شناسایی شده، آمفیبولیت‌ها را می‌توان با درجه‌های مختلف دگرگونی تشخیص داد. عمده‌ترین همبری این سنگ‌ها (Fb-8 و Kg98. 4-3) شامل آمفیبول‌های با چندرنگی سبز-آبی و چندرنگی ضعیف رنگ سبز (۷۰ -۵۰ درصد)، پلاژیوکلاز (۳۰ -۱۰ درصد) و اپیدوت (کمتر از ۱ تا ۳ درصد) هستند. برخی نمونه‌ها شامل آمفیبول (۹۵ درصد) و کانی‌های فرعی و دگرسانی (کمتر از ۵ درصد) هستند. آمفیبولیت‌ها بیشتر بافت‌های دانه شکفتی و نخ شکفتی را نشان می‌دهند. این سنگ‌ها دارای برگوارگی و جهت یافتگی و گاهی بدون هیچ گونه برگوارگی و جهت یافتگی مشخصی هستند.



شکل ۴. تصاویر میکروسکوپی از اپیدوت آمفیبولیت‌ها: الف) بافت‌های غربالی و نخ شکفتی، ب) بافت دیابلاستیک (آمفیبول‌ها به صورت ضربدر قطع -شده‌اند)؛ پ) تورق نواری و ت) تورق کنگره ای [اپیدوت (Ep)، زئوزیت (Zo)، کوارتز (Qtz)، آمفیبول (Amp)، پلاژیوکلاز (Pl)].

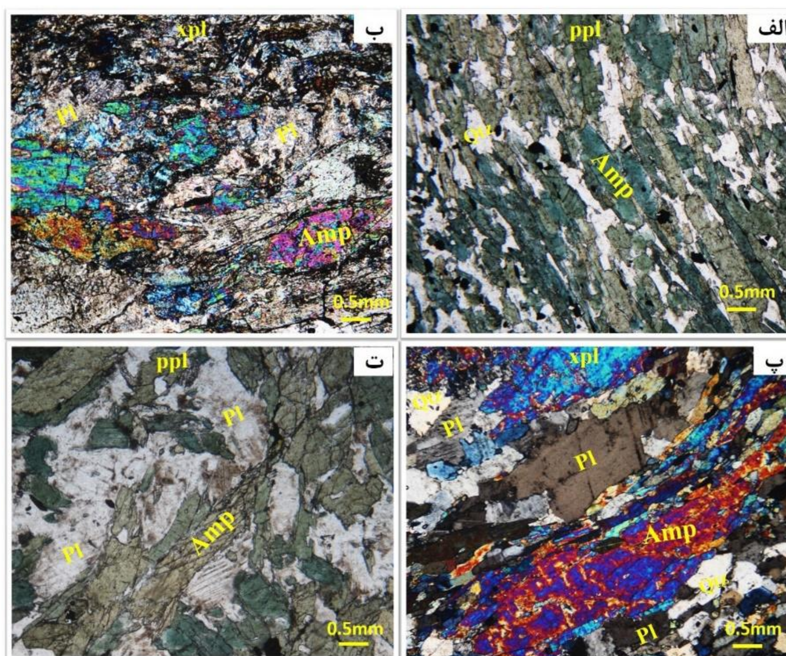
[DOI: 10.61186/ijcm.31.4.757]

آمفیبول‌ها اغلب به صورت شکل دار و شکفته بلورهای منشوری یا کشیده هستند. پلاژیوکلازها اغلب بدون ماکل و گاهی دارای ماکل چندریخت هستند. آنها فرآورده‌های دگرسانی گسترده‌ای از جمله سوسوریت و سریسیت را نشان می‌دهند، در برخی از آمفیبولیت‌ها، پلاژیوکلاز نادر است یا در مجموعه وجود ندارد. اسفن در برخی نمونه‌ها به صورت ثانویه از مقادیر کم (۱ درصد) تا بیشتر و در برخی نمونه‌ها تا ۱۰ درصد نیز تشکیل می‌شود. با حرکت به سمت مرز پریدوتیت‌ها، با کاهش و یا ناپدید شدن دانه‌های اپیدوت و زئوزیت و همچنین وجود چندرنگی خوب سبز- آبی آمفیبول‌ها، می‌توان افزایش فشار را در آمفیبولیت‌ها تشخیص داد. در این سنگ‌ها تورق‌های گنیسی و کنگره‌ای بسیار دیده می‌شود (شکل ۵). با توجه به همبری‌های مشخص شده در این سنگ‌ها، سنگ مادر این سنگ‌ها را می توان بیشتر بازالتی و کمتر گابرویی معرفی کرد.

با توجه به نتایج بیان شده و ویژگی‌های ریزساختاری، دو فاز دگرگونی و دو فاز دگرشکلی برای این سنگ‌ها قابل تشخیص است. فاز دگرگونی اصلی که به احتمال بسیار مربوط به پیش از برخورد صفحه‌ها بوده و در زمان کرتاسه پسین رخداده و باعث تشکیل کانی‌های اصلی دگرگونی چون آمفیبول، پلاژیوکلاز و اپیدوت-زئوزیت شده است؛ سپس، فاز دگرگونی قهقرایی باعث ایجاد کانی‌هایی چون اسفن ثانویه، کلریت و بیوتیت شده است. در بررسی های میکروسکوپی، یک فاز دگرشکلی اولیه همزمان با نخستین فاز دگرگونی دیده می‌شود که موجب جهت‌گیری ترجیحی کانی‌ها و شیستوارگی شده است. همچنین فاز دگرشکلی دوم نیز قابل تشخیص بوده که باعث تشکیل ریزچین‌هایی چون تورق کنگره‌ای شده است؛ فاز دوم دگرشکلی به احتمال بسیار در زمان برخورد صفحه‌های عربی و سنندج- سیرجان رخداده‌است.

شیمی کانی

تغییر مجموعه کانی‌های سنگ‌های آتشفشانی مافیک دگرگون شده، مدت‌هاست که به عنوان شاخص درجه دگرگونی به کار می‌رود. انتقال اکتینولیت به هورنبلند و اولین ظهور اولیگوکلاز به جای آلبیت خالص، به طور کلی برای تعریف گذار رخساره شیست سبز به آمفیبولیت استفاده می‌شود [۱۴]. تغییر ترکیب آمفیبول‌ها به عنوان شاخص فشار و همچنین دما به کار رفته - است. مشخص شده‌است که آمفیبول‌های سنگ‌های مافیک سری رخساره‌های پرفشار [۱۵] غنی از گلوکوفان هستند و پیشنهاد شده است [۱۶] که حتی سنگ‌های سری رخساره های بارووین (فشار متوسط) ممکن است که دارای گلوکوفان بیشتری باشند. ویژگی‌های دیگری که برای تشخیص آمفیبول های کم فشار از فشار متوسط استفاده شده‌اند عبارتند از Al^{VI} پایین آنها [۱۷-۲۰] و مقدار Na^{A} (ادنیت) بالاتر آنها [۲۰، ۲۱]. در این جا آمفیبول‌های فشار پایین تا متوسط بررسی شده‌اند.

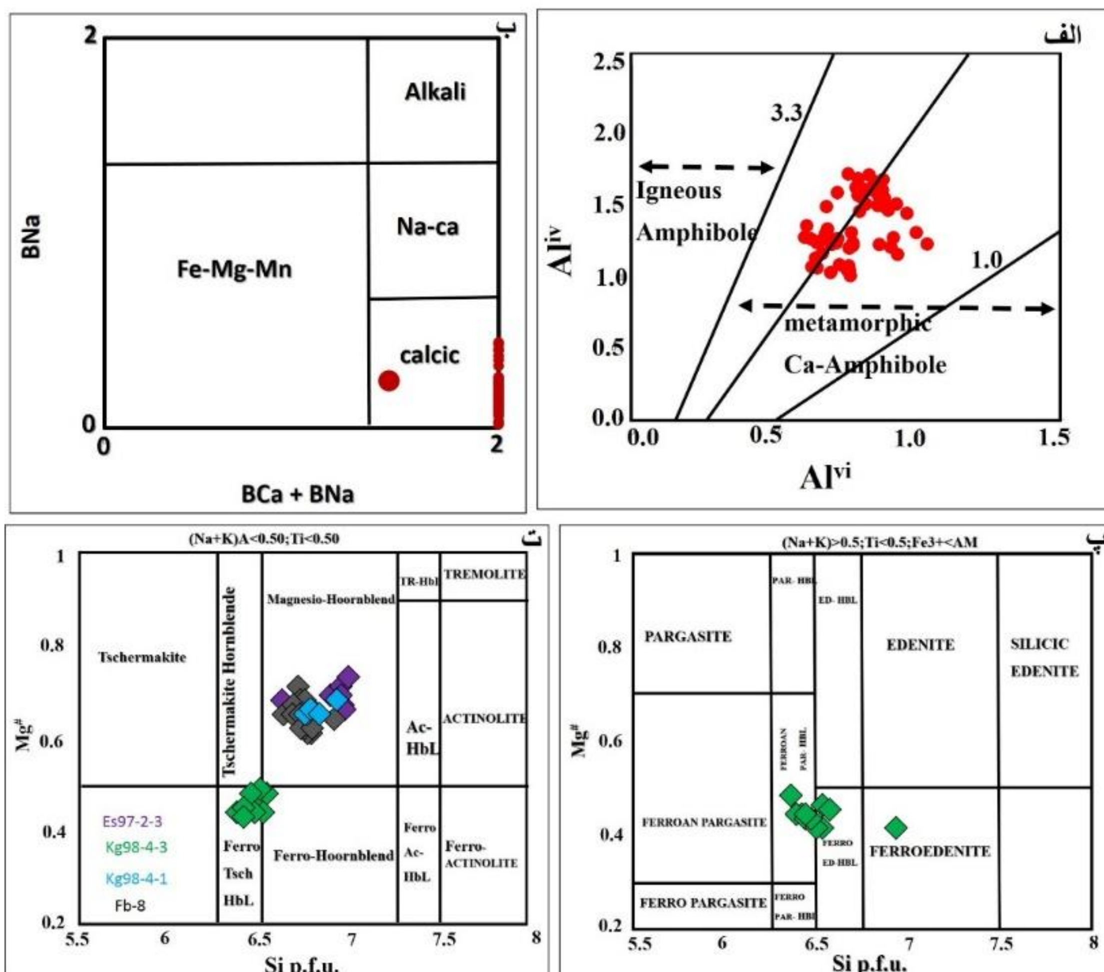


شکل ۵ تصاویر میکروسکوپی از آمفیبولیت‌ها: الف) تورق کنگره‌ای در آمفیبولیت‌های با چند رنگی سبز-آبی؛ ب) بافت نخ شکفتی، پ) تورق گنیسی و ت) پلاژیوکلازهای تقریبا دگرسان در آمفیبولیت، [آمفیبول (Amp)، پلاژیوکلاز (Pl)، گارنت (Gr)، کوارتز (Qtz)، کلریت (Chl)].

[DOI: 10.61186/ijcm.31.4.757]

آمفیبول: بر اساس نمودار Al^{vi} نسبت به Al^{iv} [۲۲]، همه بلورهای آمفیبول به عنوان آمفیبول‌های نوع دگرگونی رده بندی می شوند (شکل ۶ الف). بر پایه رده‌بندی مراجع [۲۳، ۲۴]، ترکیب بلورهای آمفیبول در همه آمفیبولیت‌ها و اپیدوت آمفیبولیت‌های مجموعه فاریاب (جدول ۱) اغلب غنی از کلسیم است (شکل ۶ ب) و بیشتر بلورهای آمفیبول و نسبت اعضای پایانی آنها در اپیدوت آمفیبولیت‌ها و برخی از آمفیبولیت در گروه مگنزیو هورنبلند قرار می‌گیرند. این در حالی است که در برخی از آمفیبولیت‌ها، بلورهای آمفیبول و اعضای پایانی آنها در گروه فروچرماکیت-هورنبلند و همچنین در گروه‌های فروپاراگاسیت هورنبلند، فرو ادنیت هورنبلند و فرو ادنیت قرار می‌گیرند (شکل‌های ۶ پ و ت). چنانکه دیده می‌شود، مقدار Si بین ۶ و ۷ اتم در واحد فرمولی (p.f.u.) متغیر است. مقادیر $Mg^{\#}$ در آمفیبول‌ها اغلب بین ۰٫۴۵ تا ۰٫۷۲ است.

پلاژیوکلاز: در آمفیبولیت‌های مجموعه فاریاب، فلدسپات‌ها در اصل غنی از پلاژیوکلاز هستند و از آلبیت و اولیگوکلاز تشکیل شده‌اند (شکل‌های ۷ الف، ب و ت؛ جدول ۲). در آمفیبولیت‌ها، مقدار متوسط آنورتیت بیش از ۲۰ درصد مولی است و به تدریج به ۸ درصد مولی کاهش می‌یابد، به طوری که در برخی آمفیبولیت‌ها، بیشترین مقدار آنورتیت در پلاژیوکلازها ۲۷ درصد محاسبه شده‌است. مقدار متوسط آنورتیت در پلاژیوکلازهای برخی از اپیدوت-آمفیبولیت‌ها ۲۵ درصد بوده که مربوط به الیگولاز است (شکل ۷ پ).



شکل ۶ الف) تفکیک آمفیبول‌های آذرین و دگرگونی [۲۲]؛ ب، پ وت) رده‌بندی و نامگذاری آمفیبول‌ها بر پایه ترکیب شیمیایی آنها [۲۳، ۲۴].

[DOI: 10.61186/ijcm.31.4.757]

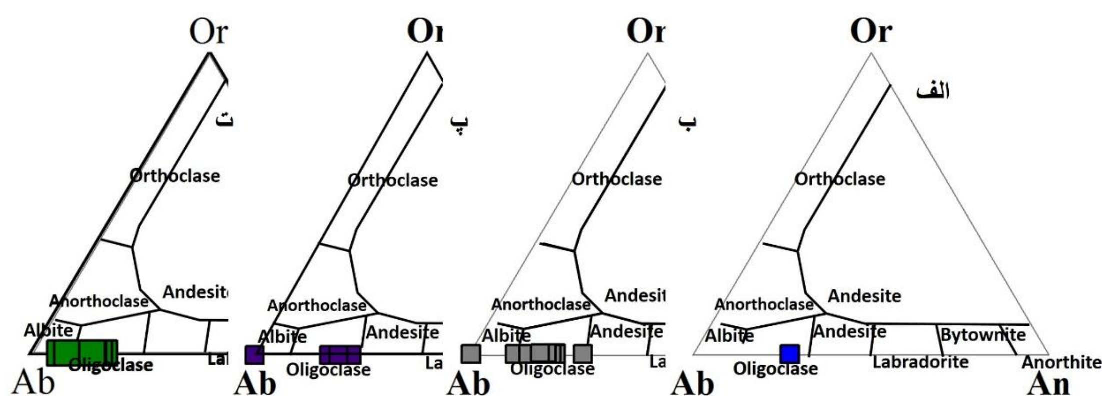
جدول ۱ ترکیب شیمیایی آمفیبول‌های تجزیه شده و فرمول ساختاری آنها بر اساس ۲۳ اتم اکسیژن در اپیدوت آمفیبولیت (Es97. 2-3, Kg98. 4-1) و آمفیبولیت‌ها (Kg98. 4-3، Fb-8).

	Kg98. 4-3					Kg98.4.1		
	۱	۲	۳	۴	۵	۱	۲	۳
SiO	۴۲٫۳۱	۴۲٫۱۲	۴۱٫۳۲	۴۴٫۳۲	۴۳٫۳۴	۴۶٫۳۳	۴۶٫۹۰	۴۶٫۹۵
TiO_2	۰٫۴۵	۰٫۳۷	۰٫۳۳	۰٫۵۹	۰٫۴۸	۰٫۴۳	۰٫۴۸	۰٫۵۱
Al_2O_3	۱۳٫۶۳	۱۳٫۱۵	۱۳٫۹۲	۱۳٫۶۵	۱۳٫۲۱	۱۲٫۱۱	۱۱٫۸۲	۱۲٫۳۷
Cr_2O_3	۰٫۰۴	۰	۰	۰٫۰۱	۰٫۰۶	۰٫۰۹	۰٫۰	۰٫۱۲
FeO	۱۸٫۲۳	۱۸٫۶۶	۱۸٫۷۴	۱۸٫۴۲	۱۸٫۳۶	۱۱٫۹۲	۱۲٫۷۶	۱۱٫۰۵
MnO	۰٫۱۸	۰٫۲۷	۰٫۲۳	۰٫۲	۰٫۱۸	۰٫۲۷	۰٫۲۸	۰٫۱۷
MgO	۸٫۰۲	۷٫۷۵	۷٫۴۱	۸٫۲۴	۸٫۱۱	۰٫۰۵	۰٫۰۱	۰٫۰۶
CaO	۱۲٫۲۵	۱۱٫۴	۱۱٫۳	۱۱٫۷۳	۱۱٫۶۳	۱۱٫۹۱	۱۲٫۱۶	۱۲٫۲۵
Na_2O	۱٫۹۸	۱٫۸۹	۲٫۲۹	۱٫۹	۲٫۱۷	۱۱٫۸۳	۱۲٫۲۱	۱۲٫۰۱
K_2O	۰٫۱۴	۰٫۱۷	۰٫۱۵	۰٫۱۲	۰٫۰۵	۱٫۷۷	۱٫۷۰	۱٫۸۷
مجموع	۹۷٫۲۳	۹۵٫۷۸	۹۵٫۶۹	۹۹٫۱۸	۹۷٫۵۹	۹۶٫۸۴	۹۸٫۴۵	۹۷٫۷۶
فرمول	(O)۲۳	(O)۲۳	(O)۲۳	(O)۲۳	(O)۲۳	(O)۲۳	(O)۲۳	(O)۲۳
Si	۶٫۳۶	۶٫۴۲	۶٫۳۳	۶٫۵	۶٫۴۸	۶٫۷۷	۶٫۷۶	۶٫۷۹
Ti	۰٫۰۵	۰٫۰۴۲	۰٫۰۳۸	۰٫۰۶۵	۰٫۰۵۴	۰٫۰۴۷	۰٫۰۵۱	۰٫۰۵۶
Al^{IV}	۱٫۶۱	۱٫۵۸	۱٫۶۷	۱٫۵۱	۱٫۵۲	۱٫۲۳	۱٫۲۴	۱٫۲۱
Al^{VI}	۰٫۸۱	۰٫۷۸	۰٫۸۴	۰٫۸۵	۰٫۸۱	۰٫۸۶	۰٫۷۷	۰٫۹
Cr	۰٫۰۰۵	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۷	۰٫۰۱۱	۰٫۰	۰٫۰۱۳
Fe^{+3}	۰٫۱۲۱	۰٫۳۹۶	۰٫۳۳۸	۰٫۲۷۷	۰٫۲۳	۰٫۰۳۸	۰٫۱۰۳	۰٫۰
Fe^{+2}	۲٫۱۸	۱٫۹۸	۲٫۰۶۲	۱٫۹۸	۲٫۰۷	۱٫۴۱۸	۱٫۴۳۴	۱٫۳۳۶
Mn	۰٫۰۲۳	۰٫۰۳۵	۰٫۰۳	۰٫۰۲۵	۰٫۰۲۳	۰٫۰۳۳	۰٫۰۳۵	۰٫۰۲۱
Mg	۱٫۸۰۵	۱٫۷۶	۱٫۶۹	۱٫۸	۱٫۸۱	۲٫۶	۲٫۶۱	۲٫۶۴
Ca	۱٫۹۸	۱٫۸۶	۱٫۸۵	۱٫۸۴	۱٫۸۶	۱٫۸۵	۱٫۸۹	۱٫۸۶
Na^{M4}	۰٫۰۱۸	۰٫۱۳۸	۰٫۱۴۶	۰٫۱۵۹	۰٫۱۴	۰٫۱۴۷	۰٫۱۱۵	۰٫۱۴
Na^{A}	۰٫۵۶۱	۰٫۴۲	۰٫۵۳	۰٫۳۸	۰٫۴۹	۰٫۳۵	۰٫۳۶	۰٫۳۹
K	۰٫۰۲۷	۰٫۰۳۳	۰٫۰۲۹	۰٫۰۲۲	۰٫۰۱	۰٫۰۲۳	۰٫۰۲۴	۰٫۰۱۹
مجموع	۱۵/۵۸	۱۵/۴۴	۱۵/۵۶	۱۵/۴۱	۱۵/۵۰	۱۵/۳۷۹	۱۵/۳۸۹	۱۵/۳۷۲
$Mg/(Mg+Fe^{2+})$	۰٫۴۵	۰٫۴۷	۰٫۴۵	۰٫۴۸	۰٫۴۷	۰٫۶۵	۰٫۶۵	۰٫۶۶

ادامه جدول ۱

	ES97.2.3				Fb-8				
	۱	۲	۳	۴	۱	۲	۳	۴	۵
SiO_2	۴۷٫۳۳	۴۶٫۱۳	۱۹	۴۹٫۴	۴۶٫۸۰	۴۶٫۴۹	۴۶٫۴۹	۴۷٫۰۲	۴۷٫۰۷
TiO_2	۰٫۴۶	۰٫۳۹	۰٫۳۹	۰٫۴۲	۰٫۴۸	۰٫۴۸	۰٫۴۸	۰٫۵۳	۰٫۳۴
Al_2O_3	۱۰٫۵	۱۱٫۴۹	۱۱٫۴۹	۱۰٫۸۹	۱۱٫۱۳	۱۱٫۰۸	۱۱٫۰۸	۱۱٫۱۴	۱۱٫۱۴
Cr_2O_3	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰۶	۰٫۰۶	۰٫۰۵	۰٫۰۱
FeO	۱۱٫۳۶	۱۱٫۴۴	۱۱٫۴۴	۱۱٫۳۶	۱۳٫۹۴	۱۴٫۰۳	۱۴٫۰۳	۱۴٫۳۶	۱۳٫۷۷
MnO	۰٫۳	۰٫۳۲	۰٫۳۲	۰٫۲۳	۰٫۲۷	۰٫۱۵	۰٫۱۵	۰٫۱۳	۰٫۲۶
MgO	۱۲٫۶۱	۱۲٫۵۴	۱۲٫۵۴	۱۳٫۵۴	۱۲٫۳۵	۱۲٫۰۷	۱۲٫۰۷	۱۱٫۹۳	۱۲٫۳۷
CaO	۱۲٫۳	۱۲٫۱	۱۲٫۱	۱۲٫۳۱	۱۰٫۹۵	۱۱٫۲۴	۱۱٫۲۴	۱۱٫۴۴	۱۱٫۶۰
Na_2O	۱٫۸۷	۱٫۵۹	۱٫۵۹	۱٫۴۹	۲٫۰۳	۲٫۰	۲٫۰	۱٫۹۵	۱٫۸۴
K_2O	۰٫۰۶	۰٫۱۹	۰٫۱۹	۰٫۱۱	۰٫۱۹	۰٫۲۳	۰٫۲۳	۰٫۱۹	۰٫۲۰
مجموع	۹۶٫۷۹	۹۶٫۱۹	۶۹٫۰۶	۹۹٫۷۵	۹۸٫۱۵	۹۷٫۸۷	۹۷٫۸۳	۹۸٫۷۴	۹۸٫۵۵
فرمول	(O)۲۳	(O)۲۳	(O)۲۳	(O)۲۳	(O)۲۳	(O)۲۳	(O)۲۳	(O)۲۳	(O)۲۳
Si	۶٫۹۱	۶٫۷۸	۶٫۹۵	۶٫۸۷	۶٫۷۲	۶٫۷۳	۶٫۷۶	۶٫۷۶	۶٫۷۵
Ti	۰٫۰۵۱	۰٫۰۴۳	۰٫۰۴۴	۰٫۰۳۸	۰٫۰۵۲	۰٫۰۵۲	۰٫۰۵۷	۰٫۰۳۷	۰٫۰۶۲
Al^{IV}	۱٫۰۸۸	۱٫۲۲	۰٫۰۵۲	۱٫۱۴	۱٫۲۸	۱٫۲۷	۱٫۲۴	۱٫۲۵	۱٫۲۵
Al^{VI}	۰٫۷۲	۰٫۷۷	۰٫۷۵	۰٫۶۴	۰٫۶	۰٫۶۲	۰٫۶۴	۰٫۶۴	۰٫۶۵
Cr	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰۰۷	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۵
Fe^{+3}	۰٫۰	۰٫۰۷۵	۰٫۰۷۴	۰٫۱۸	۰٫۶۱۵	۰٫۴۵۱	۰٫۳۸	۰٫۴۲	۰٫۲۸
Fe^{+2}	۱٫۳۹	۱٫۳۳	۱٫۲۶	۱٫۱۷	۱٫۱	۱٫۲۵	۱٫۳۴	۱٫۲۴	۱٫۴۴
Mn	۰٫۰۳۷	۰٫۰۴	۰٫۰۲۷	۰٫۰۴۳	۰٫۰۳۳	۰٫۰۱۹	۰٫۰۱۵	۰٫۰۳۱	۰٫۰۲۶
Mg	۲٫۷۵	۲٫۷۵	۲٫۸۴	۲٫۹۳	۲٫۶۴	۲٫۶۱	۲٫۵۶	۲٫۶۴	۲٫۵۴
Ca	۱٫۹۲	۱٫۹	۱٫۸۶	۱٫۹۲	۱٫۶۸	۱٫۷۴	۱٫۷۶	۱٫۷۸	۱٫۸
Na^{M4}	۰٫۰۷۶	۰٫۰۹۶	۰٫۱۵	۰٫۰۸۴	۰٫۳۲	۰٫۲۶	۰٫۲۴	۰٫۲۲	۰٫۲۰
Na^{A}	۰٫۴۵	۰٫۳۶	۰٫۲۶	۰٫۳۱	۰٫۲۵	۰٫۳۱	۰٫۳۰	۰٫۳	۰٫۳۶
K	۰٫۰۱	۰٫۰۴	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۴
مجموع	۱۵٫۴	۱۵٫۴	۱۵٫۳	۱۵٫۴	۱۵٫۳	۱۵٫۳	۱۵٫۳	۱۵٫۳	۱۵٫۴
$Mg/(Mg+Fe^{2+})$	۰٫۶	۰٫۶۷	۰٫۶۹	۰٫۷۱	۰٫۷۱	۰٫۶۸	۰٫۶۶	۰/۶۸	۰/۶۴

[DOI: 10.61186/ijcm.31.4.757]



شکل ۷ الف، ب، ت) ترکیب فلدسپات در آمفیبولیت؛ (پ) ترکیب فلدسپات در اپیدوت آمفیبولیت [۲۵].

جدول ۲ ترکیب شیمیایی فلدسپات و فرمول ساختاری آنها بر اساس ۳۲ اتم اکسیژن در اپیدوت آمفیبولیت‌ها (Es97. 2-3, Kg98. 4-1) و آمفیبولیت‌ها (Kg98. 4-3، Fb-8).

	Kg98. 4-3					Es97. 2-3				
	۱	۲	۳	۴	۵	۱	۲	۳	۴	۵
SiO_2	۶۵٫۵۳	۶۳٫۱۵	۶۳٫۶۴	۶۵٫۳۵	۶۶٫۵۲	۶۱٫۸۹	۶۱٫۹۲	۶۳٫۵۶	۶۲٫۰۶	۶۱٫۰۵
TiO_2	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Al_2O_3	۲۱٫۵۴	۲۲٫۴۶	۲۲٫۴۶	۲۲٫۶۵	۲۱٫۳۹	۲۴٫۰۳	۲۳٫۶۱	۲۳٫۲۹	۲۳٫۶۱	۲۴٫۴۸
FeO	۰	۰	۰	۰	۰	۰٫۲	۰٫۲۶	۰	۰	۰
CaO	۲٫۶۳	۳٫۸۴	۴٫۲	۳٫۵۶	۲٫۲	۵٫۵۵	۵٫۲۴	۴٫۶۶	۵٫۴۷	۵٫۳۵
Na_2O	۱۰٫۳	۹٫۱۶	۹٫۱۴	۹٫۵۱	۱۰٫۷۱	۸٫۵	۸٫۷۹	۹٫۳۳	۸٫۸۳	۸٫۴۲
K_2O	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰٫۰۳
مجموع	۱۰۰	۹۸٫۶۱	۹۹٫۴۴	۱۰۱	۱۰۰	۱۰۰	۹۹٫۸۲	۱۰۰٫۸	۹۹٫۹۷	۹۹٫۳۳
فرمول	(O)۳۲	(O)۳۲	(O)۳۲	(O)۳۲	(O)۳۲	(O)۳۲	(O)۳۲	(O)۳۲	(O)۳۲	(O)۳۲
Si	۱۱٫۵۳	۱۱٫۲۹	۱۱٫۲۹	۱۱٫۳۸	۱۱٫۵۹	۱۰٫۹۷	۱۱	۱۱٫۱۶	۱۱	۱۰٫۷
Ti	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰
Al	۴٫۴۷	۴٫۷۳	۴٫۷	۴٫۶۵	۴٫۳۹	۵	۴٫۹۵	۴٫۸۲	۴٫۹۴	۵٫۱۵
Fe^{+2}	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰
Ca	۰٫۵	۰٫۷۴	۰٫۸	۰٫۶۶	۰٫۴۱	۱٫۰۵	۱	۰٫۸۸	۱	۱
Na	۳٫۵۱	۳٫۱۸	۳٫۱۴	۳٫۲۱	۳٫۶۲	۲٫۹۲	۳	۳٫۱۸	۳	۲٫۹۱
K	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰۰۷
مجموع	۲۰	۱۹٫۹۳	۱۹٫۹۳	۱۹٫۹۰	۲۰	۱۹٫۹۹	۲۰	۲۰	۲۰	۲۰
An	۱۲٫۳۷	۱۸٫۸۱	۲۰٫۲۵	۱۷٫۱۴	۱۰٫۱۹	۲۶٫۵۱	۲۴٫۷۸	۲۱٫۶۳	۲۵٫۵۰	۲۵٫۹۴
Ab	۸۷٫۶۳	۸۱٫۱۹	۷۹٫۷۵	۸۲٫۸۶	۸۹٫۸	۷۳٫۴۹	۷۵٫۲۲	۷۸٫۳۷	۷۴٫۵۰	۷۳٫۸۸
Or	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۱۷
Ca/(Ca+Na)	۱۲	۱۹	۲۰	۱۷	۱۰	۲۷	۲۵	۲۲	۲۶	۲۶

ادامه جدول ۲

	Fb-8							Kg98. 4-1		
	۱	۲	۴	۴	۶	۷	۸	۹	۱	
SiO_2	۶۵٫۲	۶۵٫۴۷	۶۴٫۶۶	۶۶٫۲۱	۶۸٫۷	۶۵٫۸۱	۴۶٫۸۹	۶۴٫۳۶	۶۳٫۹۲	
TiO_2	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰۳	۰٫۰۸	۰٫۰۲	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰۳	۰٫۰	
Al_2O_3	۲۲٫۲۸	۲۱٫۵۶	۲۱٫۷۷	۲۰٫۳	۱۹٫۱۵	۲۱٫۴۳	۲۲٫۳۷	۲۱٫۸۸	۲۲٫۵۸	
FeO	۰٫۰۵	۰٫۰۶	۰٫۱۲	۰٫۰	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۸	۰٫۰۴	
CaO	۳٫۷	۳	۳٫۴۸	۱٫۸	۰٫۰۵	۲٫۷۷	۳٫۶	۳٫۷۲	۴٫۳۵	
Na_2O	۷٫۲۲	۶٫۸۲	۶٫۰۷	۶٫۸	۶٫۷۸	۷٫۶۸	۶٫۷۴	۶٫۴۲	۶٫۵۱	
K_2O	۰٫۰۷	۰٫۰۴	۰٫۰۹	۰٫۰۶	۰٫۰۴	۰٫۰۶	۰٫۰۶	۰٫۰۶	۰٫۰۵	
مجموع	۹۸٫۵۲	۹۷	۹۶٫۲۲	۹۵٫۲۵	۹۴٫۷۶	۹۷٫۷۷	۹۷٫۶۹	۹۶٫۵۴	۹۷٫۴۵	
فرمول	(O)۳۲	(O)۳۲	(O)۳۲	(O)۳۲	(O)۳۲	(O)۳۲	(O)۳۲	(O)۳۲	(O)۳۲	
Si	۱۱٫۵۴	۱۱٫۷۰	۱۱٫۶۵	۱۱٫۹۷	۱۲٫۳۵	۱۱٫۷۰	۱۱٫۵۵	۱۱٫۵۹	۱۱٫۴۴	
Ti	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰۰۴	۰٫۰۱	۰٫۰۰۳	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰۰۳	۰٫۰	
Al	۴٫۶۵	۴٫۵۴	۴٫۶۲	۴٫۳۳	۴٫۱	۴٫۴۹	۴٫۶۹	۴٫۶۴	۴٫۷۶	
Fe^{+2}	۰٫۰۰۷	۰٫۰۰۹	۰٫۰۲	۰٫۰	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۴	۰٫۰۱	۰٫۰۰۶	
Ca	۰٫۷۰	۰٫۵۹	۰٫۶۷	۰٫۳۵	۰٫۰۱	۰٫۵۳	۰٫۶۹	۰٫۷۲	۰٫۸۳	
Na	۰٫۴۸	۲٫۳۶	۲٫۱۲	۲٫۳۸	۲٫۳۶	۲٫۶۵	۲٫۳۳	۲٫۲۴	۲٫۲۶	
K	۰٫۰۲	۰٫۰۰۹	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۰۹	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	
Total	۱۹٫۳۹	۱۹٫۲۱	۱۹٫۱	۱۹	۱۸٫۸	۱۹٫۴	۱۹٫۲۷	۱۹٫۲۲	۱۹٫۳۱	
An	۲۱٫۹۶	۱۹٫۹۱	۲۳٫۸۸	۱۲٫۷	۰٫۴	۱۶٫۵۵	۲۲٫۶۹	۲۴٫۱۴	۲۶٫۸۷	
Ab	۷۷٫۵۵	۷۹٫۷۸	۷۵٫۳۸	۸۶٫۸۰	۹۹٫۲۱	۸۳	۷۶٫۸۶		۷۲٫۷۶	
Or	۰٫۴۹	۰٫۳۱	۰٫۷۴	۰٫۵۰	۰٫۳۹	۰٫۴۳	۰٫۴۵	۷۵٫۳۹	۰٫۳۷	
Ca/(Ca+Na)	۲۲	۲۰	۲۴	۱۳	۰٫۴	۱۷	۲۳	۲۴	۲۷	

[DOI: 10.61186/ijcm.31.4.757]

تعیین دما و فشار

بر اساس نتایج سنگ نگاری و ویژگی‌های ترکیبی کانی‌های سنگ‌ساز، می‌توان فرض کرد که سنگ‌ها بیش از رخساره‌های آمفیبولیت دگرگونی نداشته‌اند. برای آمفیبول‌های نوع چرماکیت با مقادیر حدود ۱۰ درصد مولی و ترکیب پلاژیوکلاز، فشار بیش از ۹ کیلوبار نیست. از سویی، سنگ‌ها دارای کانی-های ماگمایی چون پیروکسن و الیوین نیستند و این نشان می-دهد که فشار کمتر از حدود ۴ کیلوبار نبوده است.

برای برآورد دما و فشار آمفیبولیت‌های مجموعه فاریاب از چند روش دمافشارسنجی استفاده شد و از آنجا که نتایج مربوط به مرکز و لبه کانی های مورد بررسی تفاوت کمی نشان می دهند، مقادیر فشار و دما به صورت یکسان درکانی های تشکیل دهنده سنگ در یک نقطه در نظر گرفته شده است، البته این مقادیر در نمونه‌های نقاط مختلف (نمونه های کنار سنگ های مادر و یا در فاصله های بیشتر از آن‌ها) تفاوت قابل ملاحظه ای دارند که در این جا بیان می شود.

دمافشارسنجی آمفیبول-پلاژیوکلاز: دمای جفت کانی‌های هورنبلند و پلاژیوکلاز با استفاده از دماسنج تجربی مرجع [۲۶] برآورد شد. در این روش، از پلاژیوکلاز و آمفیبول‌هایی استفاده شد که بر پایه تجزیه های ریزپردازشی، در تعادل با هم قرار گرفته اند. فشار با واسنجی‌های زمین فشارسنجی در جدول ۴ برآورد شد. براساس دماسنجی آمفیبول-پلاژیوکلاز، دما به طور متوسط در نمونه بدون کوارتز (Kg98. 4-3) که در کنار پریدوتیت‌ها قرار دارد، در گستره ۶۴۲-۵۵۷٫۵ درجه سانتی‌گراد و در نمونه‌های کوارتزدار از بخش‌های جنوبی‌تر و در دورترین فاصله از پریدوتیت‌ها ۵۹۳-۵۱۴ درجه سانتی‌گراد برآورد شد (جدول‌های ۳ و ۴).

دمافشارسنجی آمفیبول: دما و فشار آمفیبولیت‌ها با استفاده از صفحه گسترده دمافشارسنجی هورنبلند [۲۴]، دماسنج مرجع [۲۷] و فشارسنج مرجع [۲۸] تعیین شدند (جدول‌های ۳ و ۴). صفحه گسترده دمافشارسنجی هورنبلند، دما و فشار برای نمونه‌های کنار پریدوتیت‌ها (Kg98. 4-3) ۸-۶٫۷ کیلوبار و ۵۶۸-۵۴۳ درجه سانتی‌گراد و در نمونه‌های با فاصله بیشتر از پریدوتیت‌ها ۶٫۵-۳٫۹ کیلوبار و ۵۱۵-۴۷۲ درجه سانتی‌گراد برآورد شدند. با استفاده از دماسنج مرجع [۲۷]، مقادیر ۶۵۰ درجه سانتی‌گراد برای نمونه Kg98. 4-1 و حدود ۷۰۰ درجه سانتیگراد برای نمونه Kg98. 4-3 (شکل ۸ الف) تعیین شد. با فشارسنج مرجع [۲۸]، مقادیر ۵ تا ۸٫۵ کیلوبار برای این نمونه ها به دست آمد (شکل ۸ ب). براساس شکل ۸، نمونه Kg98. 4-3 یک آمفیبولیت کنار پریدوتیت‌ها (۶۲ متر) و نمونه Kg98. 4-1 یک اپیدوت آمفیبولیت در دورترین فاصله از پریدوتیت‌ها (۱٫۷ کیلومتر) هستند.

بر پایه فشارسنج های مراجع [۲۸-۳۱]، کمینه و بیشینه فشارها برای نمونه آمفیبولیت بدون کوارتز (Kg98. 4-3) در کنار پریدوتیت‌ها ۶٫۳ تا۹٫۷ kb و برای سایر نمونه ها که دارای کوارتز و در فاصله های بیشتری از پریدوتیت ها هستند، ۳٫۷ تا ۷٫۱ kb محاسبه شدند (جدول‌های ۳ و ۴).

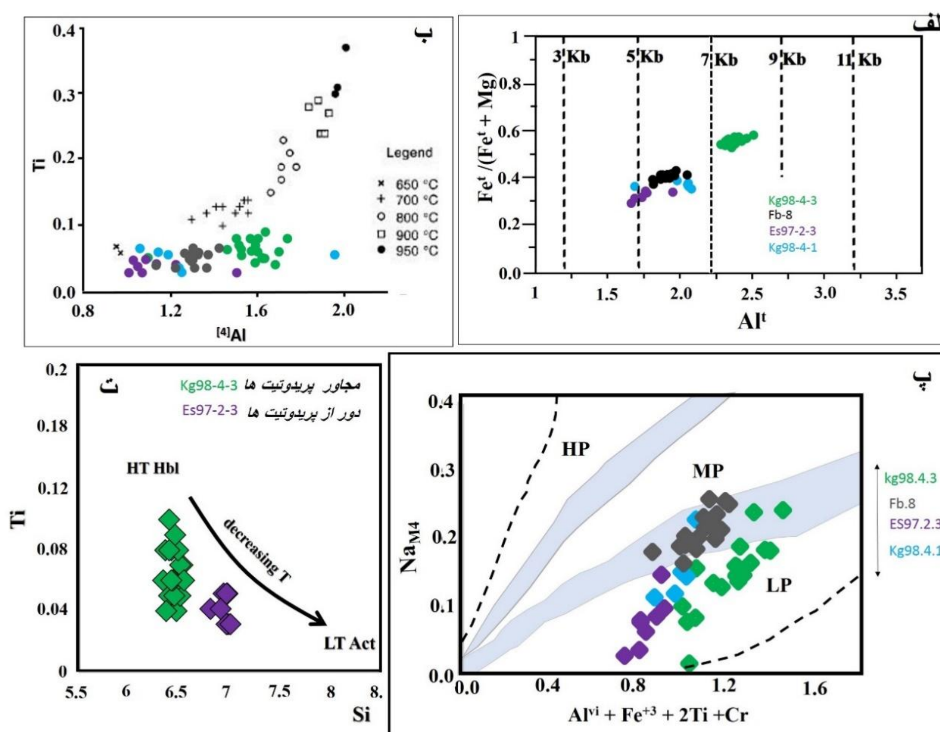
جدول ۳ نتایج دماسنجی آمفیبولیت (Kg98. 4-3، Fb-8) و اپیدوت آمفیبولیت‌های (Es97. 2-3, Kg98. 4-1) مجموعه فاریاب.

نمونه	T in °C				
	[۲۷]	[۲۳]	[۲۶]		متوسط
Kg98-4-3	۷۰۰-۶۳۰	۵۶۸ - ۵۴۳	۵۵۷/۵- ۶۳۴ (۸/۲kb	۵۶۵ – ۶۴۲(۹ kb)	۶۳۶-۵۷۳
Fb-8	۶۲۵-۵۴۵	۵۱۱ - ۴۸۶	۵۸۰ (۵/۷ kb)	۶۵۰ (۶/۹ kb)	۵۹۲-۵۱۶
Kg98-4-1	۶۱۰-۵۰۰	۵۱۵ - ۴۷۳	۵۷۸ (۵/۱ kb)	۵۷۹ – ۵۹۷(۷ kb)	۵۷۵-۵۱۷
Es97-2-3	۵۷۵-۵۲۰	۵۰۷ - ۴۷۲	۵۱۴ – ۵۷۷(۵ kb)	۵۳۴ – ۵۹۳ (۶/۵ kb)	۵۶۳-۵۱۰

جدول ۴ نتایج فشارسنجی آمفیبولیت (Kg98. 4-3، Fb-8) و اپیدوت آمفیبولیت‌های (Es97. 2-3, Kg98. 4-1) مجموعه فاریاب.

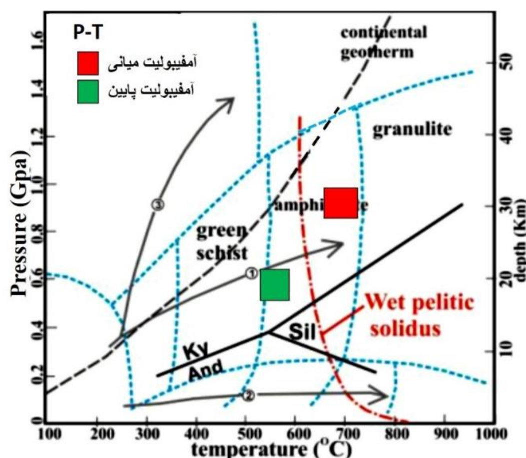
نمونه	P(Kb)					
	[۲۳]	[۳۱]	[۲۹]	[۳۰]	[۲۸]	متوسط
Kg98-4-3	۸ - ۶٫۷	۷٫۳ – ۶٫۳	۹٫۷ – ۸٫۳	۹ - ۷٫۸	۸٫۳ -۷٫۳	۷٫۲۸ -۸٫۴۶
Fb-8	۵٫۵ - ۴٫۴	۵٫۳ – ۴٫۳	۶٫۹ – ۵٫۵	۶٫۵ – ۵٫۲	۶٫۳ -۵٫۲	۴٫۹۲ -۶٫۱
Kg98-4-1	۶٫۵ -۴	۵٫۵ – ۳٫۸	۷٫۱ – ۴٫۸	۶٫۷ – ۴٫۷	۶٫۵ -۵	۴٫۴۶ -۶٫۲۸
Es97-2-3	۵٫۱ – ۳٫۹	۵ - ۳٫۷	۵٫۴ – ۴٫۷	۶ - ۴٫۶	۶ -۴٫۸	۴٫۳۴ -۵٫۵

[DOI: 10.61186/ijcm.31.4.757]



شکل ۸ برآورد فشار و دما برای آمفیبولیت و اپیدوت آمفیبولیت‌های مجموعه فاریاب: الف) برآورد فشار با فشارسنج تجربی مرجع [۲۸]، ب) برآورد دما با دماسنج تجربی مرجع [۲۷]، پ) نمودار Na_{M4} نسبت به $Al^{vi}+Fe^{3+}+2Ti+Cr$ نشانگر فشارهای پایین تا متوسط و ت) نمودار Ti نسبت به Si نشانگر دماهای بالا تا متوسط را بر اساس ترکیب شیمیایی کانی آمفیبول نشان می‌دهد.

آمفیبولیت و اپیدوت آمفیبولیت‌های مجموعه فاریاب بر اساس نمودار Na_{M4} نسبت به $Al^{vi}+Fe^{3+}+2Ti+Cr$ کانی آمفیبول [۳۲]، گستره‌های فشار پایین تا متوسط را نشان می‌دهند (شکل ۸ پ) و کاهش به نسبت پیوسته Ti نسبت به Si گویای گستره‌های دمای متوسط تا بالاست (شکل ۸ ت). مسیرهای P-T برای سنگ‌های آمفیبولیت و اپیدوت آمفیبولیت مجموعه فاریاب نشان می‌دهند که شیب زمین گرمایی بالا باید حتی در ابتدای دگرگونی در نظر گرفته‌شود. در نمودار p-T ، شرایط ترمودینامیکی دگرگونی این سنگ‌ها با گستره رخساره آمفیبولیت پایین و آمفیبولیت بالا هم‌خوانی دارد (شکل ۹).



شکل ۹ نمودار P-T برای آمفیبولیت و اپیدوت آمفیبولیت مجموعه دگرگونی فاریاب که بر اساس گستره‌های دما و فشار رسم شده است.

[DOI: 10.61186/ijcm.31.4.757]

برداشت

۱. بر اساس بررسی های میکروسکوپی، سنگ‌های دگرگونی مجموعه فاریاب شامل اپیدوت شیست، اپیدوت آمفیبول شیست، آمفیبول شیست، گارنت میکا شیست، اپیدوت آمفیبولیت، آمفیبولیت و گارنت-آمفیبولیت هستند که آمفیبولیت‌ها و اپیدوت آمفیبولیت‌ها بیشترین گسترش را در مجموعه‌های دگرگونی این منطقه دارند.

۲. بررسی شیمی کانی نشان می‌دهد که آمفیبولیت‌ها بیشتر از کانی‌های آمفیبول، اپیدوت و پلاژیوکلاز تشکیل شده‌اند. بیوتیت و کلریت اغلب در لبه آمفیبول‌ها تشکیل می‌شوند. کانی‌های کوارتز، آپاتیت و کانی‌های کدر با فاز غالب اکسیدی تیتانیت به عنوان کانی‌های ثانویه تشکیل شده‌اند.

۳. ترکیب بلورهای آمفیبول در آمفیبولیت‌های منطقه از نوع کلسیمی و ترکیب شیمی آنها از مگنزیو-هورنبلند تا فروچرماکیت-هورنبلند و همچنین در گروه فروپاراگاسیت هورنبلند، فرو ادنیت هورنبلند و فرو ادنیت متغیر است. شیمی ترکیب پلاژیوکلاز در گستره آلبیت تا الیگوکلاز قرار دارد.

۴. فراوانی کانی‌هایی چون اپیدوت، زئوزیت و اسفن و از سویی، مقدار کم کوارتز و همچنین شیمی کانی نشان می‌دهند که سنگ مادر آمفیبولیت‌ها و اپیدوت آمفیبولیت‌های منطقه دارای مقادیر پسین کلسیم بوده و شبیه ارتوآمفیبولیت هاست؛ از این رو، می‌توان سنگ‌های مافیک آذرین چون بازالت و گابرو را برای آنها در نظر گرفت.

۵. مجموعه کانیایی هورنبلند سبز- آبی + پلاژیوکلاز برای نمونه‌های آمفیبول‌دار نمایانگر دگرگونی در رخساره آمفیبولیت میانی و مجموعه هورنبلند + اپیدوت + پلاژیوکلاز و کوارتز برای نمونه‌های اپیدوت‌دار نشان دهنده دگرگونی در رخساره آمفیبولیت پایین هستند که نبود پیروکسن و محاسبه شیمی کانی‌ها نیز تایید کننده رخساره‌های دگرگونی است.

۶. براساس محاسبات دماسنجی به روش‌های مختلف، بیشترین دماها و فشارها مربوط به آمفیبولیت‌های کنار پریدوتیت‌ها در بخش شمالی مجموعه بوده و ۷۰۰ درجه سانتی گراد و ۹٫۷ کیلوبار هستند. البته به طور میانگین دماهای ۵۱۶ تا ۶۳۶ درجه سانتی‌گراد برای آمفیبولیت و دماهای ۵۱۰ تا ۵۷۵ درجه سانتی‌گراد برای اپیدوت آمفیبولیت ها به دست آمد. محاسبات فشارسنجی به ۵ روش انجام شد که میانگین فشار ۴٫۹۲ تا ۸٫۴۶ کیلوبار برای آمفیبولیت‌ها و ۴٫۳۴ تا ۶٫۲۸ کیلوبار برای اپیدوت آمفیبولیت‌ها را نشان دادند.

۷. مسیرهای P-T همراه با خطوط هم درجه نزدیک به هم بیانگر شیب زمین گرمایی بالا حتی در ابتدای دگرگونی است.

۸. شیمی کانی و محاسبات دمافشارسنجی در کنار جایگاه زمین ساختی مجموعه فاریاب در پهنه سنندج-سیرجان می-توانند گویای یک مجموعه افزایشی-فرورانشی در یک پهنه فرورانشی نئوتتیس در زمان کرتاسه پسین باشند که شیبی به سمت شمال دارد و باعث شده است که سنگهای دما و فشار بالاتر روی انواع کم عمق‌تر قرار گیرند.

قدردانی

از آقای دکتر Sergey Skublov از موسسه زمین‌شناسی و زمین زمان شناسی پرکامبرین RAS در کشور روسیه که در انجام تجزیه های نقطه‌ای کمک در خور توجهی به تیم پژوهشی ما داشته‌اند، همچنین از حمایت‌های مالی معاونت پژوهشی دانشگاه شهید بهشتی تقدیر و تشکر می شود.

مراجع

[1] Korprobst J., "*Metamorphic Rocks and their geodynamic Significance*", Blasie pascal University, clemont Ferrand, France, 109 p (2002).

[2] Miyashiro A., "Metamorphic petrology", UCL Press, London, 404 P (1994).

[3] Spear F.S., "*Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths*", Mineralogical society of America, monograph Series. BookCrafters, Inc., Chelsea, Michigan, U.S.A, 799 P, (1993).

[4] McCall G., Kidd R., "*The Makran, Southeastern Iran: the anatomy of a convergent plate margin active from Cretaceous to Present*", Geological Society, London, Special Publications, v. 10, no. 1, (1982), p. 387–397. doi:10.1144/GSL.SP.1982.010.01.26.

[5] McCall G. J. H., "*A summary of the geology of the Iranian Makran*", Geol. Soc. Sp. Pub., 195, (2002), 147–204.

[6] Hassanzadeh J., Wernicke B.P., "*The Neotethyan Sanandaj-Sirjan zone of Iran as an archetype for passive margin-arc transitions*", Tectonics, 35, (2016), doi:10.1002/2015TC003926.

[7] Dorani M., Arvin M., Oberhänsli R., Omrani H., Dargahi S., "*The study of mineral chemistry, detection of metamorphic P-T and fluid activity calculation of calcsilicate in the Bajgan complex, Kerman province*", Scientific Quarterly Journal, GEOSCIENCES, Vol. 29, (2020), No.115.

[8] Morgan K.H., Bailey P.B.H., Camp J.S., Child R., Crick D.A., Dalai H., Mellett S.W., McCormick S.D., McKenzie A., Motamadi S., Peterson M.S., Pouyaei N., Porter D.J., Power P., Smith J.H., Swain S.R., White J.D., "*Geological map of Minab, scale 1: 250000*", Geological survy of Iran (1983).

[9] Babakhani A. R., Alavi Tehrani *"Sabzevaran geological map, scale 1/250000, Iran's*, Geological and Mineral Exploration Organization, (1992).

[10] Nazemzadeh Shoaei, M., Zamani Pedram, M., Padashi, S.M., "*Pagodar geological map*", scale 1/100000. geological survey and mineral exploration of Iran.

[11] Sabzehei, M., Nazemzadeh Shoaei, M., Eshraghi, S.A., Roshan Ravan, J., 1994. Mohammad Abad map, 1: 100,000. Geological Survey of Iran.

[12] Morgan, K.H., McCall, G.J.H., Huber, H., 1979. Geology Map of Kahnuj, Geology Survey of Iran, No. 7545, scale 1: 100,000.

[13] Morgan, K.H., Huber, H., McCall, G.J.H., Samimi namin, M., 1980. Geological map of Now-Dez, Scale 1:100000. Geological Survey and Mineral Exploration of Iran.

[14] Turner F.J., "*Metamorphic petrology*" McGraw-Hill, NY, 403 p, (1968).

[15] Miyashiro A., "*Evolution of metamorphic belts*", J Petrol 2:277 311, (1961).

[16] Brown E.H., "*The crossite content of Ca-amphibole as a guide to pressure of metamorphism*", J Petrol 18:53 72, (1977).

[17] Leake B.E., "*The relationship between tetrahedral aluminium and the maximum possible octahedral aluminium in natural calciferous and sub calciferous amphiboles*", Am Mineral 50:843-851, (1965).

[18] Kostyuk E.A., Sobolev V.S., "*Paragenetic types of califerous amphiboles of metamorphic rocks*", Lithos 2: 6282, (1969).

[19] Raase P., "*Al and Ti contents of hornblende, indicators of pressure and temperature of regional metamorphism*" Contrib Mineral Petrol 45:231516, (1974).

[20] Laird J., Albee A.L., "*Pressure, temperature and time indicators in mafic schist: their application to reconstructing the poly metamorphic history of Vermont*", Am J Sci 281:127-175, (1981a).

[21] Holland T.J.B., Richardson S.W., "*Amphibole zonation in metabasites as a guide to the evolution of metamorphic conditions*", Contrib Mineral Petrol 70:143-148, (1979).

[22] Fleet M.E., Barnett R.L., *"A1iv/A1vi partitioning in calciferous amphiboles from the Frood mine"*, Sudbury, Ontario. Can. Mineral, 16, (1978), 527-532.

[23] Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kato A., Kisch H.J., Krivovichev V.G., Linthout K., Laird J., Mandarino J.A., Maresch W.V., Nickel E.H., Rock N.M.S., Schumacher J.C., Smith D.C., Stephenson N.C.N., Ungaretti L., Whittaker E.J.W., Youzhi G., "*Nomenclature of amphiboles; Report of the Subcomm. on Amphiboles Intern*" Miner. Ass., Commiss. New Minerals and Mineral Names. Am. Mineral., 82: 1019-1037, (1997).

[24] Leake B. E., Woolley A. R., Birch W. D., Burke E. A., Ferraris G., Grice J. D., Whittaker E. J., "*Nomenclature of amphiboles: additions and revisions to the International Mineralogical Association's amphibole nomenclature*", Am Mineral, 89, 883-887, (2004).

[25] Deer W.A., Howie R.A., Zussman J., "*An introduction to the rock-forming minerals*" 2nd Ed., Prentice Hall Ed., Harlow, Essex, England; New York, NY, (1996), 498 pp.

[26] Holland T.J.B., Blundy J.D., "*Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole plagioclase thermometry Contributions to Mineralogy and Petrology*", 116, (1994), 433-447.

[27] Ernst W.G., Liu J., "*Experimental phaseequilibrium study of Al and Ti contents of*

[30] Hammarstrom J.M., Zen E., "*Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer*" American Mineralogist, 71, (1986), 1297-1331.

[31] Johnson M.C., Rutherford M.J., "*Experimental calibration of an aluminumin-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks*", Geology, v. 17, (1989), p. 837- 841.

[32] Laird J., Lanphere A., Albee A.L., "*Distribution of Ordovician and Devonian metamorphism in mafic and pelitic schists from Vermont*", American Journal of Science, 284, (1984), 376-416.

Calcic amphibole in MORB-A semiquantitative thermobarometer", American Mineralogist, 83, (1998), 952-969.

[28] Schmidt M.W., "*Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: An experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer*", Contributions to Mineralogy and Petrology, 110, (1992), 304-310.

[29] Hollister L.S., Grissom G.C., Pters E.K., Stowell H.H., Sisson V.B., "*Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons*", American Mineralogist; v. 72; (1987), p. 231-239.

[DOI: 10.61186/ijcm.31.4.757]